

LA FORMACIÓN DEL CAMPO TÉRMICO MARINO EN LA CUENCA OCCIDENTAL DEL MEDITERRÁNEO

José QUEREDA SALA y Enrique MONTÓN CHIVA
Laboratorio de Clima, Universitat Jaume I
quereda@uji.es, montone@uji.es

RESUMEN

La Cuenca Occidental del Mediterráneo es una zona neurálgica por las importantes interacciones atmósfera-mar que en ella acontecen. Pero su importancia contrasta con la problemática y en consecuencia, carencia de los registros marinos. De ahí, la singularidad del observatorio marino que la Universitat Jaume I tiene instalado en la plataforma petrolífera de BP Oil, a 3 kilómetros de la costa. El observatorio permite registrar los gradientes térmicos entre el mar y la atmósfera, tanto en la sección marina como continental, un factor destacado de convectividad, básica en las ciclogénesis mediterráneas. En el presente trabajo se analizan los registros del observatorio con el apoyo de imágenes del satélite NOAA a fin de establecer el proceso de formación del campo térmico marino, clave para conocer el estado energético global, aportando datos sobre su evolución.

Palabras clave: Mediterráneo, atmósfera-mar, observatorio marino, temperatura superficial marina.

ABSTRACT

Western Mediterranean Basin is an important area by the air-sea interactions that occur there. But its importance contrasts with the difficulty and, consequently, lack of marine records. Hence, the uniqueness of marine observatory Universitat Jaume I has installed on the for BP Oil rig, 3 kilometers from the coast. The observatory allows recording the thermal gradients between sea and atmosphere, both marine and inland section, a major factor of convection, basic in the Mediterranean cyclogenesis. This paper examines the records of the Observatory with support from NOAA satellite images in order to establish the formation of ocean thermal field, key to understand the overall energy status, providing data on its evolution.

Key words: Mediterranean, atmosphere-sea, ocean observatory, sea surface temperature.

1. INTRODUCCIÓN E IMPORTANCIA

La Cuenca Occidental del Mediterráneo, una cubeta con mar cálido y evaporadizo, constituye una zona neurálgica por lo que concierne a las interacciones atmósfera-mar. Estos procesos sólo se registran con dificultad ante la carencia y dificultad operativa de observatorios marinos. Esta es la importancia de los registros obtenidos en el observatorio marino de la universitat Jaume I.

Este observatorio está excepcionalmente situado sobre la plataforma petrolífera de BPOil (39°56'42" N y 00°01'36" E) a 3 kilómetros de la costa y a 12 metros de altura sobre el nivel del mar

y sobre isobata de - 20 metros (Fig. 1). En funcionamiento convencional desde 1982, y tras una interrupción 1993-1999, el observatorio ha sido completamente automatizado desde mediados del año 2000 mediante dos estaciones simultáneas CASELLA-DAVIS.



FIG. 1: Observatorio marino de la Universitat Jaume I, situado en el extremo oriental (izquierda de la fotografía) de la plataforma de BPOil.

Este mar cálido y evaporadizo de genuinas consecuencias termoconvectivas apenas presenta comunicación exterior en Gibraltar, un canal de escasos 14 kilómetros de ancho y -286 metros de profundidad, limitando los intercambios de aguas a la superficie. En consecuencia, sobre la cuenca mediterránea, las temperaturas mínimas invernales de superficie registran tan sólo 12 °C, la temperatura atlántica en el nivel profundo de comunicación.

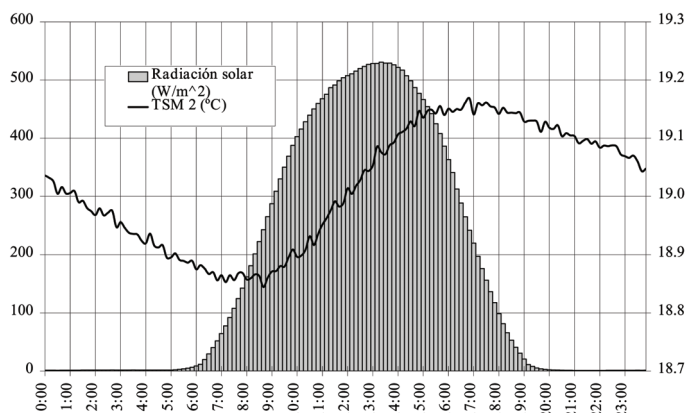


FIG. 2: Régimen diario de la Radiación solar en W/m^2 y la temperatura superficial del mar, (°C), 2001-2011.

2. LA RADIACIÓN SOLAR

La energía solar que alcanza la interfase atmósfera-mar es la subsistente tras experimentar los procesos inherentes a su trayectoria a través de la atmósfera: absorción, reflexión y difusión. Los registros actinográficos del observatorio marino (2001-2011) han mostrado que la cantidad de energía solar que penetra en las aguas es del orden de $176 W/m^2$ (Fig. 2). Un valor semejante al calculado para la cuenca occidental del Mediterráneo con $0.25 cal/cm^2/min$ (Quereda, 1982).

Esta radiación refractada va a experimentar rápidamente los mecanismos de absorción y difusión. Una absorción muy selectiva ya que a partir de -1 metro, tan solo penetra la radiación visible que, en una fracción centrada en el $0.47 \mu\text{m}$, alcanza hasta 100 metros. La absorción de la energía solar incidente es así la primera fuente del calentamiento marino y contribuye a la formación tanto del campo térmico marino como de la temperatura del aire. En esa interfase atmósfera-mar la masa marítima juega un papel clave en los procesos climáticos, por su gran calor específico, convectividad y facilidad de evaporación,.

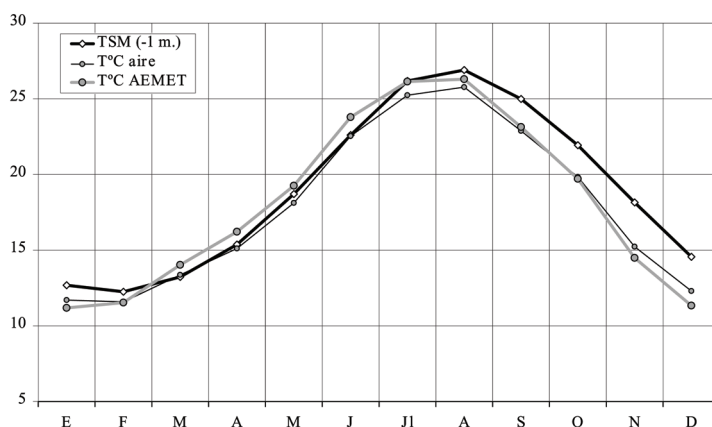


FIG. 3: Regímenes térmicos de la temperatura del aire a 12 m sobre el nivel del mar, de la temperatura superficial del mar (TSM) y de la temperatura del observatorio de Castellón (AEMET), durante el período 2001-2011.

Así y como inicial exponente de ellos, la línea de costa representa una fuerte discontinuidad térmica. Es suficiente a este respecto comparar, durante el período 2001-2011, la temperatura media anual del aire en Castellón, 18.09°C (AEMET), con el estado térmico medio de las aguas a 3 kilómetros de su costa, 18.96°C . Este gradiente térmico tierra-mar viene potenciado además por el existente entre la superficie marina y la capa de aire situada sobre ella a 12 metros de altura, 17.81°C (Fig. 3). Un valor medio de la temperatura del aire que contrasta con la aérea del observatorio de Castellón y que podría estar poniendo de manifiesto el efecto urbano en la estación de AEMET.

Ambos contrastes térmicos, horizontal y vertical, son mucho más acusados en otoño e invierno. Así, la temperatura media de la superficie marina entre octubre y diciembre es de 18.21°C mientras que la de la capa de aire situada sobre ella es de 15.79°C . La máxima diferencia térmica, en el período 2001-2011, se ha operado en el mes de noviembre con temperatura de 15.23°C en el aire y 18.15°C en la temperatura superficial del mar. Este contrastado gradiente estacional es ya un factor de convectividad potencial cuya exageración está presente en la mayor parte de las perturbaciones atmosféricas mediterráneas.

3. LA CONFIGURACIÓN DEL CAMPO TÉRMICO MARINO

El campo térmico superficial del mar viene determinado, en su energía global, por la radiación solar pero configurado, en sus frentes térmicos, por las interacciones atmósfera-mar. Interacciones

determinantes de una vasta circulación termohalina, sobre la que podrían radicar los mayores impactos inherentes al cambio climático y al futuro de los recursos hídricos regionales.

3.1. Las interacciones atmósfera-mar

El mecanismo esencial de estas interacciones energéticas en la interfase atmósfera-mar es la evaporación ya que cada gramo de agua evaporada hace pasar 2,500 julios a la atmósfera, es decir diez veces más que las pérdidas por el mecanismo de conducción molecular. La evaporación tiene así una reacción considerable sobre el estado térmico del mar. No es para menos por cuanto que es posible que sea responsable de una pérdida de agua mediterránea en un promedio anual de un metro. El proceso es tanto más intenso a medida que el aire está más agitado y seco, así como a medida que la superficie marina está más cálida que el aire (Fig. 4).

Bajo estas condiciones térmicas, con una superficie marina más cálida que el aire suprayacente, la masa de agua tiene la temperatura T_m , a la cual corresponde la presión saturante E_m . Sobre la superficie del agua la masa de aire tiene una temperatura T , a la cual corresponde la presión de vapor saturante E . Si el aire no está saturado, la presión de vapor que hay realmente, e , será menor que E . Dado que la temperatura del agua es mayor que la del aire, E_m será mayor que E y consecuentemente que e . La evaporación de agua en al aire es proporcional a la diferencia entre E_m y e y el proceso evaporativo que continuará hasta que esa diferencia se equilibre. No obstante, antes de alcanzar este equilibrio, el proceso molecular determina que e se iguale a E y consecuentemente que el aire se sature. Tales fueron las condiciones atmosféricas paradigmáticas de los intensos procesos de nieblas desarrollados durante los meses de febrero y marzo de 2004. Los procesos más intensos se dieron durante los días 6 y 7 de febrero. El gradiente térmico en la interfase atmósfera-mar era notable durante todo el período. Así, mientras la temperatura superficial del mar registra más de 13 °C, la temperatura del aire era de tan solo 9°C (Fig. 5).

La termodinámica general asociada a los procesos de evaporación determina que el enfriamiento y la concentración salina aumenten la densidad de las aguas superficiales. Las aguas superficiales, con su aumento de densidad, tienden a sumergirse hasta el nivel de estratificación correspondiente. Nivel de estratificación netamente contrastado entre el invierno y el verano. En este sentido, durante el invierno, tal y como muestran los regímenes térmicos, se acusa la mayor homotermia existente en esos primeros metros de las aguas marinas (Fig. 6).

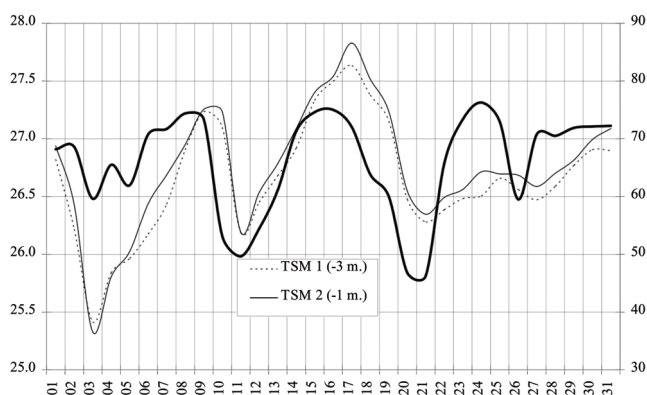


FIG. 4: La temperatura superficial del mar a lo largo del mes de agosto de 2004 se muestra netamente tributaria de la tensión de vapor en la interfase atmósfera-mar. TSM 2, temperatura superficial del mar, TSM 1, temperatura del mar a -3 metros. Observatorio universitario marino.

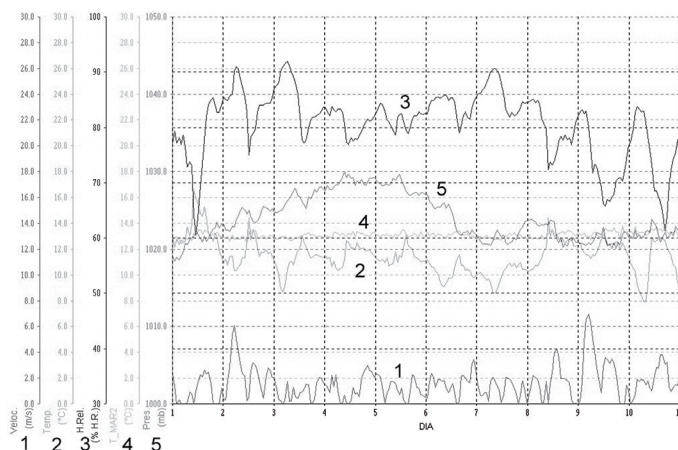


FIG. 5: Registros sinópticos de la estación automática de meteorología del observatorio marino durante el período 1 a 10 de febrero de 2004 (Laboratorio de Climatología, Univ. Jaume I).

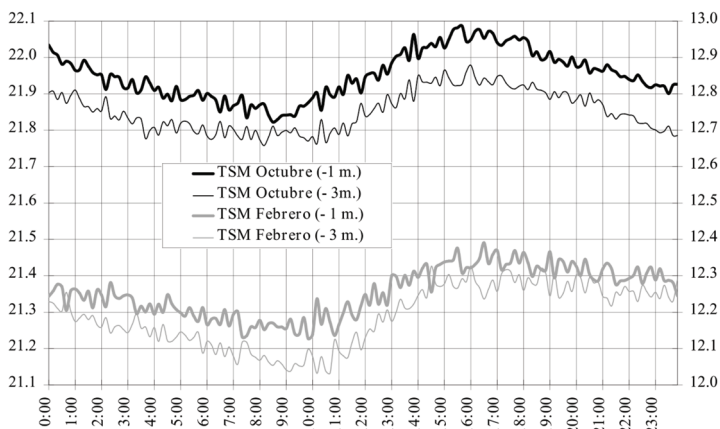


FIG. 6: El régimen térmico marino muestra una notable homotermia durante la época invernal (2001-2011). Regímenes diarios de los meses de febrero y octubre.

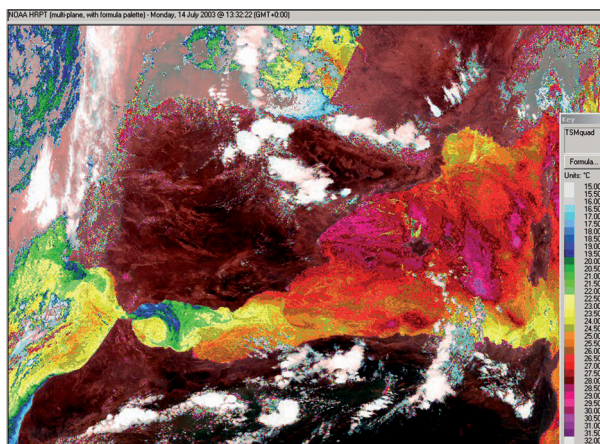


FIG. 7: Campo térmico estival representativo del intenso calentamiento en la capa superficial del mar con entrada de aguas frescas atlánticas en el mar de Alborán cuyo hundimiento provoca ascensos de aguas frías del fondo (Imagen NOAA HRPT, 13/07/2004).

De modo contrario al período invernal, durante el verano la intensa radiación solar y las altas temperaturas ambientales limitan la turbulencia convectiva. La termoclina aparece muy en superficie y la capa activa implicada en los intercambios con la atmósfera se torna muy delgada. Consecuentemente el calentamiento es más intenso en ese volumen superficial del agua, lo que se traduce en estabilidad y estratificación térmica de las aguas. Una estabilidad que contiene a las aguas atlánticas y liguro-provenzales en sus zonas fuentes impidiendo un mayor papel refrigerador en la cuenca central (Fig. 7).

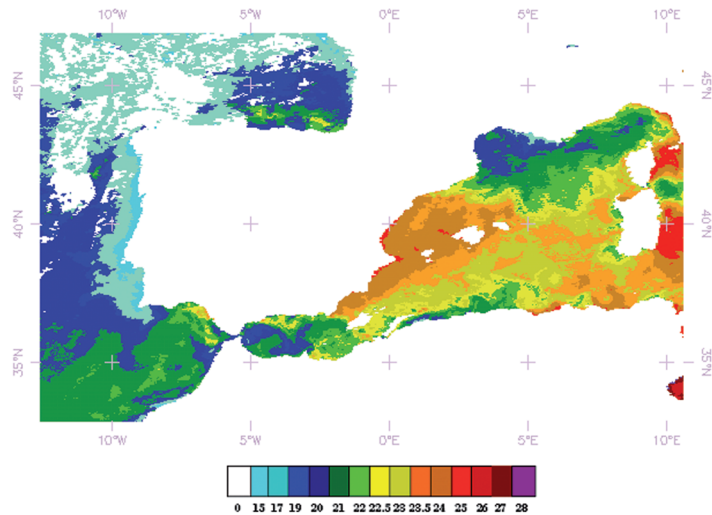


FIG. 8: La termografía correspondiente promedio de la segunda semana de julio de 2005, muestra la contenida entrada de aguas atlánticas más frescas en la Cuenca Occidental del Mediterráneo (Laboratorio de Climatología, Univ. Jaume I).

3.2. La circulación termohalina

Estas interacciones son responsables de una vasta circulación marina. En toda la cuenca occidental del Mediterráneo, la circulación general de las aguas está guiada por el flujo superficial entrante desde el Atlántico al Mediterráneo (Philippe, 1982; Landes, 2005). En verano, la alta salinidad de las aguas mediterráneas, próxima al 39 ‰, no es óbice para que las elevadas temperaturas den una densidad débil y las aguas permanezcan estables en la superficie. La vena de agua atlántica penetrante, más fresca que las aguas mediterráneas, ve reducida su extensión al mar de Alborán. Este vortex anticiclónico, inducido por el agua atlántica, provoca un upwelling de aguas frías en la zona litoral desde Gibraltar a Motril con sensibles repercusiones en el clima litoral (Klaus, 1979). A partir de este seno, las aguas atlánticas se extienden de modo paralelo a las costas argelinas. Esta corriente no es capaz de rebasar los 5° E de las costas orientales de Argelia y asimismo aparece muy contenida en su desbordamiento hacia el norte por la gran estabilidad de las cálidas aguas mediterráneas (Fig. 8).

Por el contrario, en invierno, con el predominio de vientos fríos y secos, el enfriamiento y la evaporación determinan un aumento de la densidad y una sumersión en profundidad de las aguas mediterráneas superficiales. Estas aguas, con 12.9°C y 34.8 ‰ de salinidad, salen al Atlántico dando un máximo salino a 1,000-1,200 metros de profundidad (Lacombe, 1971). En superficie, la entrada

de aguas atlánticas más cálidas cubre con diversos torbellinos hasta el mar de Alborán. Esta corriente es fuerte y hasta unos 6 metros de profundidad alcanza más de 1 m/s con gran inestabilidad y formando dos grandes torbellinos anticiclónicos. El torbellino occidental es el más característico con diámetro de 90-100 kilómetros y en su límite oriental forma un frente térmico entre Almería y Orán. Las aguas atlánticas pueden alcanzar finalmente las costas argelinas formando la corriente de Argel. Esta corriente es muy inestable engendrando torbellinos ciclónicos y anticiclónicos con diámetro de 100 a 200 kilómetros y que pueden derivar hacia el norte mezclándose ya con las aguas del mar balear (Charon *et al.*, 2004) (Fig. 9).

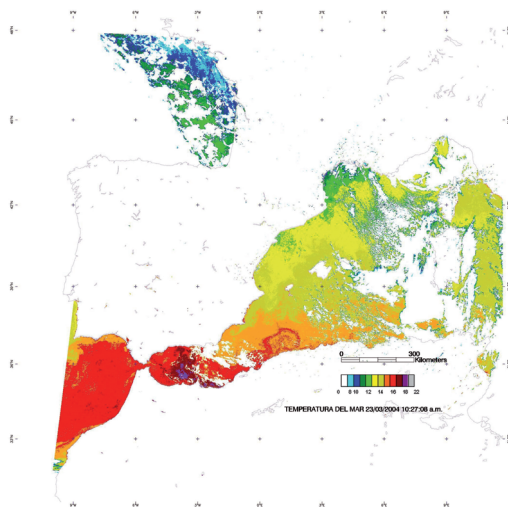


FIG. 9: La termografía del día 23 de marzo de 2004, muestra la amplia entrada de aguas atlánticas más cálidas en la Cuenca Occidental del Mediterráneo, con torbellinos anticiclónicos que se extienden hasta las costas argelinas y de Túnez (Laboratorio de Climatología, Univ. Jaume I).

Las imágenes de satélite permite observar la existencia de tres grandes zonas de interacción termohalina en la cuenca occidental del Mediterráneo. La principal es la del mar de Alborán unida a la cuenca argelina a través de la corriente más acusada del Mediterráneo, la segunda zona es la cuenca norte liguro-provenzal asociada al Ródano y derrame alpino y, finalmente, aparece la zona central o del mar balear. En esta cuenca del mar balear confluyen tanto las aguas atlánticas como las aguas frescas transportadas por la corriente liguro-provenzal que desborda hacia el sur a lo largo del talud continental entre el golfo de Génova hasta Baleares (Landes et Hernandez, 2004). Sin embargo, la imagería de satélite muestra igualmente que en esta zona central de la cuenca mediterránea, la balear, las interacciones atmósfera-mar van a ser predominantes en la caracterización del campo térmico marino (Alcaraz, 1985).

4. DISCUSIÓN

Todos estos procesos hacen de la temperatura superficial del mar un valor altamente significativo del estado energético global. La presencia de grandes anomalías traduce la acumulación de esos excesos o déficits latitudinales de calor que están en la base de las grandes alteraciones de la circulación

general (Quereda, 1990; Quereda y Monton, 2011). De ahí la importancia que adquiere el análisis de la formación y estado del campo térmico marino. En el estado actual de nuestros conocimientos y sin menoscabo de ulteriores y más complejos análisis, dos cuestiones llaman poderosamente la atención.

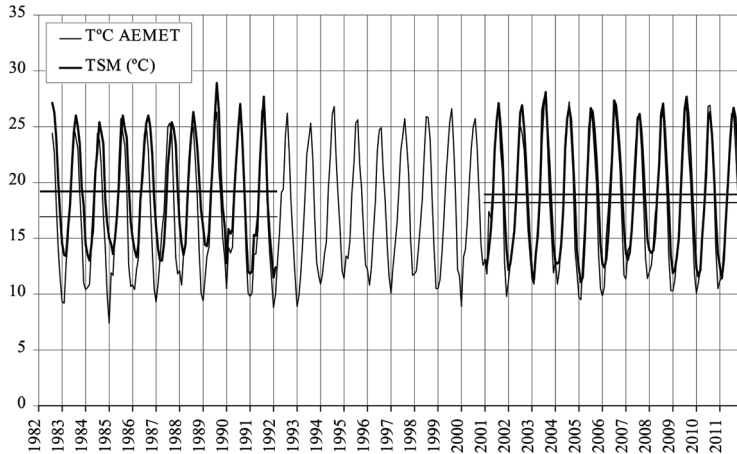


FIG. 10: Evolución térmica en la superficie marina (TSM) y en el observatorio de Castellón-Almassora (A500, AEMET)

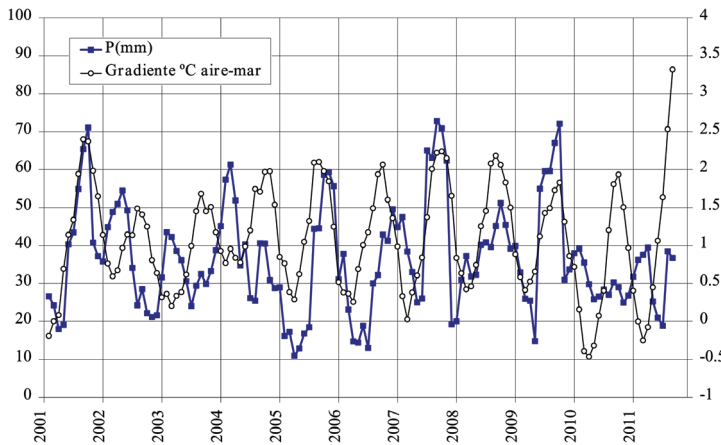


FIG. 11: La figura muestra la significativa correlación existente ($r = 0.41$ y Student t-Test con Probabilidad de correlación = 0,0001) entre el gradiente térmico aire-mar y las precipitaciones mediterráneas, promedios mensuales suavizados (Observatorios AEMET de Alicante, Valencia y Castellón).

La primera es la evolución térmica registrada desde 1982, y que interrumpida durante 1992-1999, se ha continuado desde mediados del año 2000 hasta la actualidad. En este orden de evolución térmica es de verdadero interés subrayar que el valor de la temperatura superficial del mar registrado durante el período 2001-2011, 18.96 °C, ha sido practicamente el mismo que el registrado por las medidas realizadas entre 1954-1958 (Meteorological Data, 1959) y entre 1982-1991, 19.17 °C (Quereda, 1986; Quereda, 1990). Ello equivale a sostener que el valor de la temperatura superficial del mar no habría experimentado variación desde mediados del siglo XX.

Asimismo, la evolución térmica entre el siglo XX y el XXI ha mostrado tendencias de interés en el marco de la actual preocupación sobre el cambio climático. En este orden de conocimientos es destacable la distinta evolución que ha mostrado la temperatura superficial del mar con respecto a la registrada en la interfase atmosférica y la registrada en tierra en el observatorio de Castellón-Almassora (AEMET) (Fig. 10). Mientras la marina ha experimentado una ligera reducción, de 19.17 °C a 18.96; la del observatorio oficial se ha incrementado desde los 16.89 °C a los 18.10.

La segunda cuestión concierne al análisis de las termografías del campo marino (Fig. 11). A escala regional, la imagería de satélite y sus termografías constituyen una aportación básica para verificar los posibles impactos sobre el régimen pluviométrico. El análisis tanto de ese campo térmico como de los gradientes de temperatura será la mejor radiografía para cualquier alteración de los mecanismos físicos y de la circulación marina.

Agradecimientos

El Laboratorio de Clima de la Univesitat Jaume I quiere agradecer a la empresa BP Oil su colaboración en la instalación y mantenimiento de la estación marina, así como la desinteresada cesión de sus instalaciones. Igualmente agradece la ayuda y el siempre trato preferente y profesional del personal de la plataforma; empleados de Consulmar, encargados de los traslados y los Prácticos / Loading Master de BP Oil Castellón.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alcaraz, M., Estrada, M., Flos, J., et al. (1985). *L'Océanografia, introducció a l'ecologia marina mediterrànea*, Quaderns d'Ecologia aplicada. Barcelona, 158 pp.
- Charon, I. et al. (2004). "Temperatures et courants de surface", *Met-mar*, pp.36-40.
- Philippe, M. et al., (1982). "La télédétection des fronts thermiques", *Met-mar*, 116, pp. 24-40.
- Klaus, V. et al., (1979). "Deux expériences en Méditerranée", *Project Marisonde*, 25, 2, N.T. Direction de la Météorologie, 25 pp.
- Landes, V. (2005). "Température et courants de surface", *Met-mar*, 209, pp. 30-32.
- Landes, V. et Hernandez, F. (2004): "Courants de surface". *Met-mar*, 203, pp. 30-33.
- METEOROLOGICAL DATA (1959). *Estudio previo patra la construcción de la refinería ESSO*, Petróleos españoles.
- Quereda, J. (1982). *Castellón, precipitaciones y radiación solar*, Excmo. Ayuntamiento de Castellón, 40 pp.
- Quereda, J. (1986). "Un aspect du régime thermique en Méditerranée Occidentale", *Met-mar*, 131, pp.14-18.
- Quereda, J. (1990). "Intense cyclones in the Spanish Mediterranean", *Weather*, RMS, 45, 7, pp. 278-280.
- Quereda, J. and Monton, E. (2011). "Teleconnections between the North Atlantic SST and Mediterranean rainfall", *Tethys, Journal of Mediterranean Meteorology and Climatology*, 8, 2011, Aso. Cat. de Meteorología, pp. 31-42.
- Wells, N. (1982). "The ocean and climate-an Introduction". *Weather*, 37, 4, pp.116-121.

